

みずほ観測拠点付近の雪氷学的状態について

渡 辺 興 亜*・吉 村 愛一郎**

Glaciological Observations in the Vicinity of Mizuho Camp, Enderby Land, East Antarctica, 1970

Okitsugu WATANABE* and Aiichiro YOSHIMURA**

Abstract: The Mizuho Camp, located at lat. $70^{\circ}42.1'S$ and long. $44^{\circ}17.5'E$, about 300 km southeast of Syowa Station, was established by JARE 11 (1970-71) wintering party in the winter of 1970 as an observatory of scientific researches on the inland area.

During the 22 days trip the party made glaciological observations of the winter surface of inland ice. After the trip the observatory hut was constructed to install the instruments for long-term meteorological observations.

A four-meter deep snow pit was dug and boring down to a depth of 20m was performed for snow stratigraphic study of surface snow layer, and observation zones for long-term observations were settled.

By means of these facilities and other field observations carried out in the vicinity of the Mizuho Camp, the following researches were made:

1. Survey of ice sheet topography near the Mizuho Camp and observations of surface reliefs.
2. Observations of occurrence of glazed surface and its distribution.
3. Observations of surface snow cover in the wall of the 4 m deep snow pit and with the boring core from the depth of 4 m down to 20 m. Measurements of the snow temperature from the surface down to the depth of 10 m.

The results of these observations are as follows.

Mean air temperature estimated from the snow temperature at the depth of 10 m is $-32.2^{\circ}C$. Annual snow accumulations are in the range from 140 mm to 150 mm in water.

However, it is possible that these values would be considerably reduced if some years of no deposition are taken into account.

*名古屋大学理学部水質科学研究施設. Water Research Laboratory, Faculty of Science, Nagoya University, Chikusa-ku, Nagoya.

**建設省国土地理院. Geographical Survey Institute, Azabuiikura-cho, Minato-ku, Tokyo.

1. ま え が き

1970年冬期，昭和基地南東 300 km の地点に「みずほ観測拠点」(Mizuho Camp) を設け，東南極大陸内陸部の雪氷および気象状態についての観測を開始した．第11次日本南極地域観測隊 (JARE 11) の内陸調査グループはこの観測拠点付近の地形，気象，雪面状態および積雪層の状態について，観測拠点建設時および1970-71年夏期調査の途次の三回にわたり観測を実施したのでここにその結果を報告する．観測拠点での観測はその後も引き続き行なわれている．ここで報告する観測結果の一部はそれら継続観測の設定時基準調査に相当する．観測項目は次の三つに大別される．

1. 観測拠点に至るルート上の冬期の雪面状態
2. 観測拠点付近の地形および雪面の状態
3. 雪穴 (0~4 m 深) およびボーリング・コア (4~20 m 深) による積雪層の観測

昭和基地から「みずほ観測拠点」に至るルートは図1に示した．

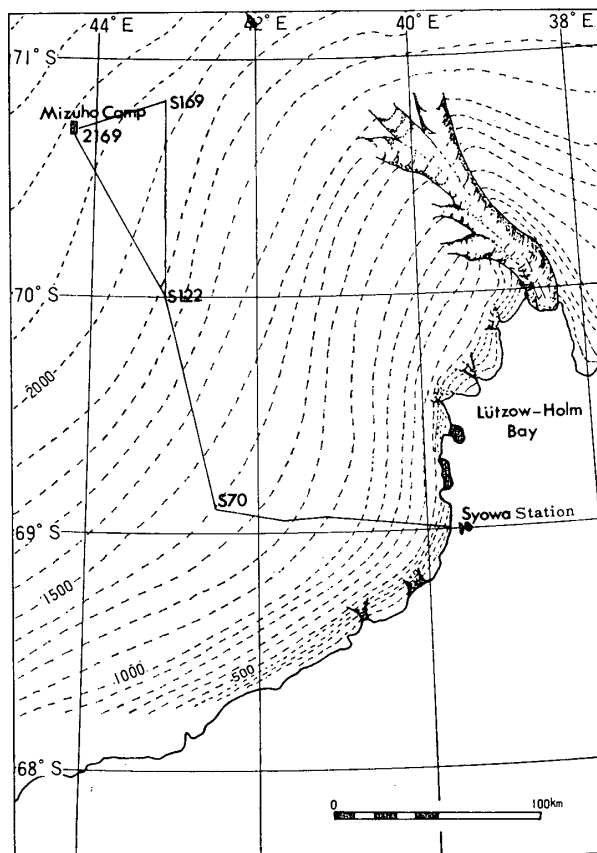


図1 みずほ観測拠点の位置

2. 「みずほ観測拠点」について

2.1. 建設および観測について

1970年6月23日から7月14日までの22日間の冬期内陸旅行ののち建設予定地に到達し、7月15日～7月30日の16日間に観測拠点の建設および観測を行なった。その後1970年11月16日～18日および1971年1月8日～11日の二度にわたり、観測拠点を訪れ、観測を継続した。観測拠点の建物および観測雪面などの配置図を図3に示す。観測面については後に詳しく説明する。観測拠点の本屋はコルゲート建物で内部は二分され、北側は雪穴およびボーリング用の作業室、南側は長期自記気象計の記録部の設置場所となっている。

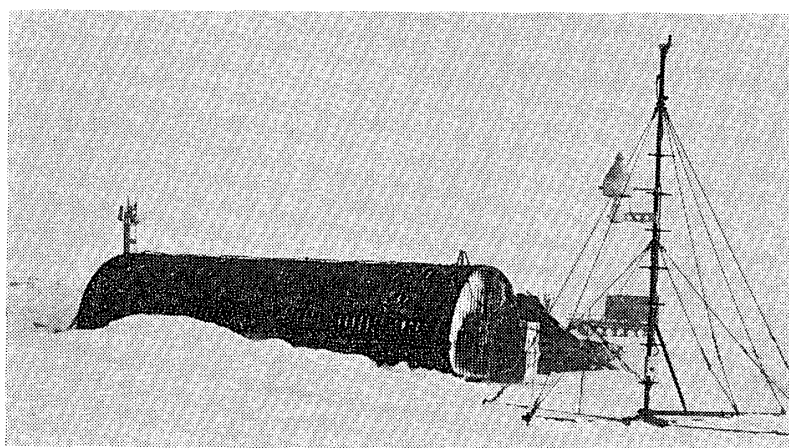


図2 観測拠点の建物と気象塔

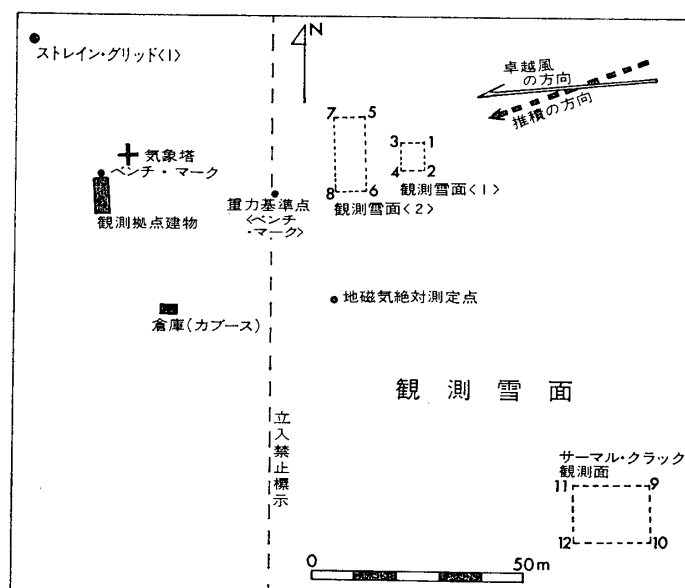


図3 観測拠点付近の建物および観測雪面の配置。観測雪面の境界を示す四辺形の数字は積雪量計番号

2.2. 位置および高度等について

みずほ観測拠点の確定位置・高度および地磁気の観測値は次の通りである。

位 置	70°42.1'S	44°17.5'E
標 高	2169 m	(第10-11次による測定)
地磁気	偏角 49°52.4'W	伏角 -66°49.7'

これらの観測方法については JARE Data Reports, No. 17 (Glaciology), I, II で詳しく報告される予定である。

2.3. 気象状況について

1970年の冬期の内陸の気象状態のうち気温については図4に示した。冬期間における観測拠点での最低気温は -57°C (7月29日02時頃)であった。昭和基地と観測拠点との気温差は最大 33° 、最小 7° で平均 21° である。沿岸低気圧の影響下では気温差は小さくなる。冬期の気温減率はほぼ $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ である。沿岸低気圧の影響が内陸部ほど小さくなるため例えば風速では昭和基地で 30 m/s のときみずほ観測拠点付近では $6\sim 15\text{ m/s}$ と小さくその変化の

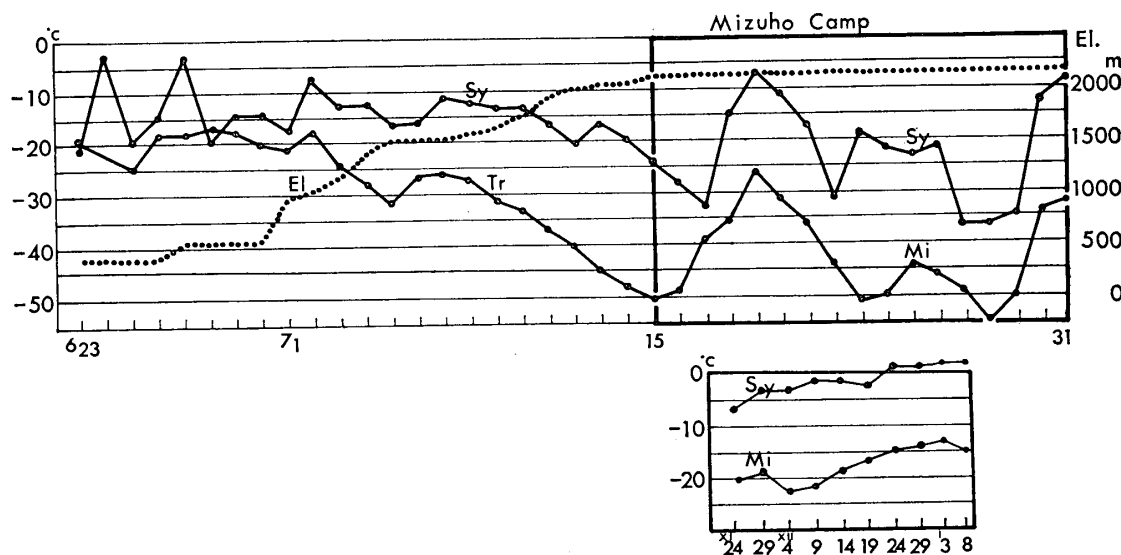


図4 みずほ観測拠点付近の冬期(1970)および夏期(1970-1971)の気温。冬期の気温は昭和基地出発日(6月23日)からみずほ観測拠点滞在最終日(7月31日)までの観測値と昭和基地の観測値の比較を示す。観測時は0900 LT。夏期の気温は1970年11月22日～1971年1月10日までの半月平均値を示す。図の数字は半月期間の真中の日を示す。

Sy : 昭和基地の観測値
Tr : 旅行中の観測値
Mi : みずほ観測拠点の観測値
El : 標高

幅は昭和基地に比べて小さい。雪温からの年平均気温の推定は後にくわしくのべる。夏期の気温は1970年11月20日から1971年1月9日までの観測値の半旬平均値を示した。夏期の気温は $-14^{\circ}\text{C} \sim -23^{\circ}\text{C}$ の間で変化している(大野・里見・上橋, 1971)。

3. 観測拠点に至るルート上の冬期の雪面状態について

冬期間の内陸部の雪面は夏期のそれに比べ起伏がはげしく、その特徴は *sastrugi*, *dune* の著しい発達である。両者ともその高さの最大は 70~100 cm に達する。昭和基地からみずほ観測拠点に至る雪面の状況を図5に示した。よく発達した *sastrugi* 域は帯状に分布しその幅は30~50 km と考えられる。S 122 地点から南ではひび割れした表面をもつ平坦な雪面が現われる。FUJIWARA (1971) はこれを *glazed surface* とよんでいるが、これはその外観上の特徴とよく一致する。筆者達はその積雪堆積学的成因の考察からこのひび割れをもつ雪面に対して安定雪面 (*stable surface*) と名づけた。これは他の積雪表面現象と積雪層位上で明確に区別する必要があるためである。その層位構造からこれらの雪面が長期間表面にあって、堆積および削はく現象のいずれもが起きず、その意味で安定した状態にある雪面といえよう。

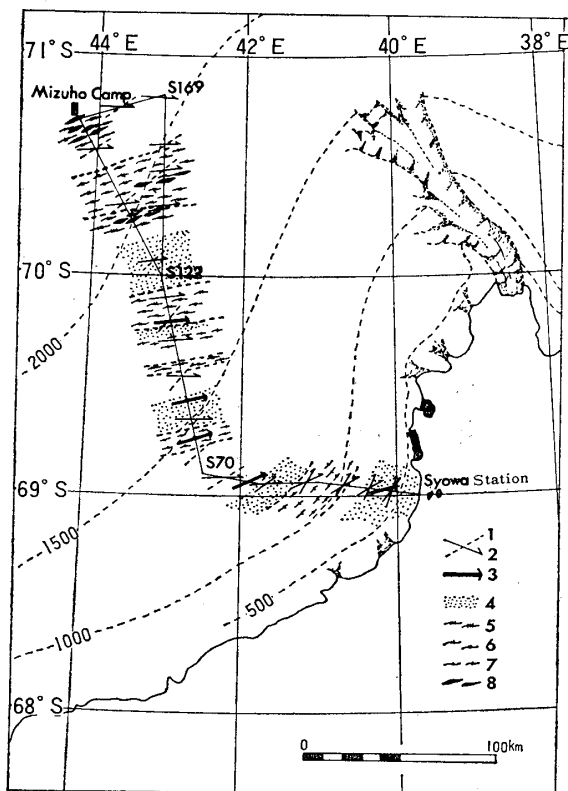


図5 みずほ観測拠点にいたる大陸氷上の雪面状態 (1970冬期)

1, 2 および 3. 夏期における堆積・削はくおよび冬期における削はく方向を示す。4. 堆積現象の卓越した地域。5~7. *Sastrugi* の発達した地域。5 は L 級 (70~100 cm), 6 は M 級 (30~70 cm), 7 は S 級 (30 cm 以下) を表わす。カッコ内は *sastrugi* の高さを示す。8. *Glazed surface* の分布する地域。

4. みずほ観測拠点付近の地形および雪面の状態について

4.1. 地形および雪面の状態

標高2,000 m 以上の大陸氷表面の地形は比較的起伏に富んでいる．顕著な尾根状地形とその間に点在するくぼ地が主たる地形的特徴である．みずほ観測拠点付近はこの特徴ある地形がよく発達した地域で，北西—南東方向に卓越する尾根地形とそれにはさまれ，その中心部では周囲の平坦面より 10～30 m 程度低いくぼ地がみられる．みずほ観測拠点付近の地形を図 6 に示した．みずほ観測拠点の西北西 2.5 km の地点にくぼ地の中心がある．接地大気に逆転層が形成される日にはこのくぼ地に雪上車の排気ガスが溜りその輪郭が明らかに浮び上がる．図 7 にこの付近の雪面の状態，特に卓越風による *sastrugi* の方向及びその分布ならびにこれにはほぼ 30° の角度をもって斜交する *dune* の分布を示した．この地域にひろく見られる *glazed surface* の分布も示されている．これらの雪面状態と風向との関係を明らかにするため，図 8 (a) に冬期間（7 月15日～8 月31日）のみずほ観測拠点滞在中の風向の方位頻度を示した．360° 方位で示されている．ちなみに N, E, S, W はそれぞれ 360°, 90°, 180°, 270° に相当する．図 8 (a) に示したように，80°～90° 方位の風が全体の60%を占めている．図 8 (b) には同じ資料について風向と気圧の関係を示した．高気圧の勢力下にある状態から低気圧の通過によって風向が変化する様子が示されている．7 月15日～8 月31日の間に二度の低気圧の通過があり，通過と共に風が 50°～60° の方位から 100°～110° の方位に変化し，低気圧の通過とともに 80°～90° の方位に安定する．すなわち図 7 に示した雪面状態のうち *sastrugi* (85°～90°) は高気圧下のカタバ風に，*dune* (55°～70°) は低気圧下の降雪を伴う風向に一致し，このことから，それら雪面形態の形成に気象状態および卓越風の性質が推定される．*Sastrugi* の構造からそれが *dune* の削はくの結果を示す形態であると考えられるから，低気圧の通過に伴って生じた堆積が，高気圧下のカタバ風によって削はくされ，見かけ上雪面に *dune* と *sastrugi* が互に一定の関係をもって氷床表面に見られるのであろう．雪面形態については他の報文で詳しく報告する．

4.2. ひび割れをもつ *glazed surface* の観測

みずほ観測拠点付近には図 7 に示されているように帯状の *glazed surface* が多くみられる．冬期間みずほ観測拠点に滞在中，気温が -55°C 以下となった夜間，しばしば破裂音がきかれた．おそらくこの音は *glazed surface* にひび割れが生じるときの破裂音と思われる．ひび割れが生じる *glazed surface* は図 9 に示したように，高密度 (0.8 g/cm³ 以上) に雪粒が層状 (厚さ約 5 mm) に充てん配列したものでこれを一種の風成氷板と考えると温度変

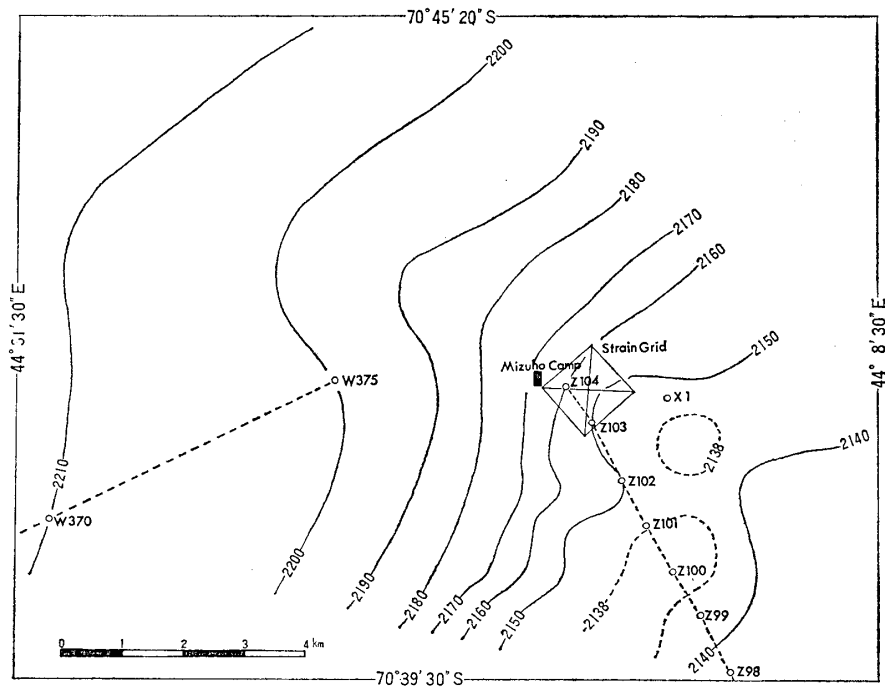


図 6 みずほ観測拠点付近の地形。点線は旅行ルート（Z および W ルート）を示す。

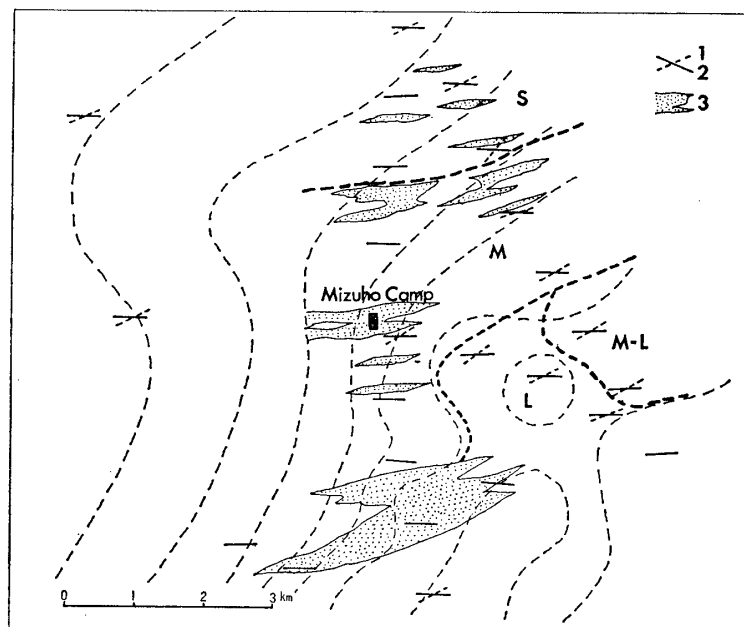


図 7 みずほ観測拠点付近の雪面状態。1. Dune の方向 2. Sastrugi の方向 3. Glazed surface. S~M~L は雪面の粗さの度合をあらわす。S (より平坦な雪面) ~L (より粗く, dune や sastrugi の発達した雪面), M はその中間。

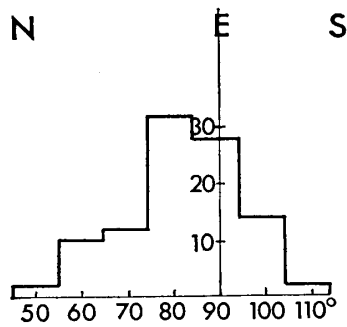


図 8(a) 風向の頻度. 横軸は方位 (360°方位), 縦軸は風向の出現頻度

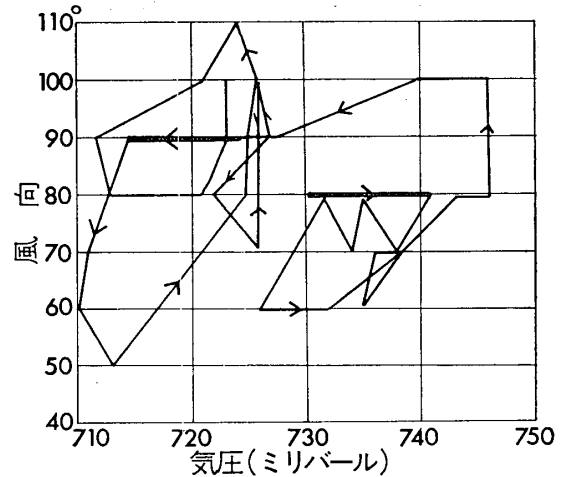


図 8(b) 気圧変化と風向変化の関係. 図中の太線の部分は長時間風向が一定し気圧のみが変化する状態をあらわす.

化によってこの結晶粒が連続した氷板に収縮が生じ, 収縮によって生じた応力が氷の弾性強度を上回る時破壊が生じるはずである. 冬期間, この付近では気温は $-30^{\circ}\sim-60^{\circ}\text{C}$ の幅で変化する. -55°C 以下に雪面が冷却されたとき glazed surface にひび割れが生じるのでこの温度変化での歪量を計算すると 10^{-3} 程度となる. これにひび割れが生じる間隔の長さ (3~4m) をかけると 3~4 mm となり, あとでのべるように, 実際に観測された新しいひび割れの幅と一致する. 一方この歪量によって生じる弾性応力 σ は

$$\sigma = E\varepsilon$$

ここで $E = 6 \sim 8 \times 10^4 \text{ bar/cm}^2$

(YOUNG's modulus)

$$\varepsilon = 10^{-3}$$

から σ は $6 \sim 80 \text{ bar/cm}^2$ と考えられ, 氷の破壊強度がほぼ 75 bar/cm^2 (GOLD, 1970) であることと考えあわせると, -55°C 付近で熱収縮によって破壊が生じると考えてさしつかえあるまい. すなわちこれらのひび割れは熱収縮によるひび割れ (thermal crack) といえる.



図 9 Glazed surface (安定雪面) の層構造. みずほ観測拠点付近の雪面

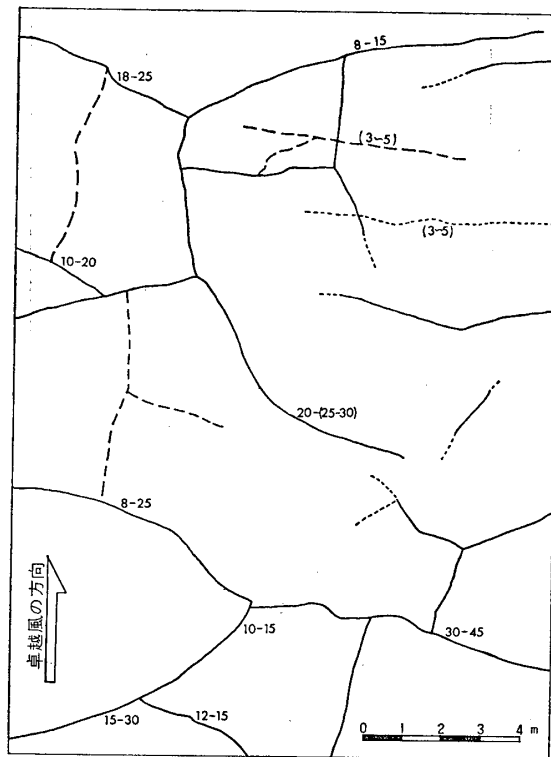


図10 サーマル・クラック観測面における雪面状態の変化。例えば18-25と記された数値の左側は冬期（7月）のクラック幅を右側は夏期（1月）のクラック幅の測定値を示す（単位は mm）。実線および点線は冬期に観測されたクラックの状態（7月28日）、破線はそれ以後に新たに加わったクラックをあらわす。

表 1 観測雪面上の積雪量測定の結果
（測定地点番号は図2に示した）

測定地点番号	1970. 7.27~71. 1.11の積雪量
1	+2.6 cm
2	-4.3
3	-3.7
4	-3.0
5	+5.3
6	-4.3

図10にみずほ観測拠点の風上側の観測雪面に設けたサーマル・クラック観測面の設定時における雪面状態のスケッチと70年8月～71年1月の間のそれらの変化を示した。70年8月の観測時に存在したひび割れはほぼ例外なくその幅を拡大しており、さらに図中に破線で示したように新たなひび割れが加わっている。新しいひび割れの幅は3～5 mm またはそれ以下である。夏期に風成氷板層の熱的収縮が回復することがあっても増大することはないから、このひび割れ幅の拡大は収縮以後の例えば、風成氷板縁の昇華などによる見かけ上の幅の拡大と考えられる。このひび割れの断面図は図11に示されているように、深さ1.3 mに及び、霜ざらめ層中に及んでいる。他の場所での観察でもその深さが2 mを越すことはない。

4.3. 積雪量計による降雪量の観測

いわゆる glazed surface(積雪層位上は安定な状態にある積雪表面)がどのように変化するかは氷床表面積雪層の形成と関連して興味深い問題である。他の場所での2 m ないし 10 m ボーリング・コアによる表面積雪層観測によってかつての glazed surface がその構造が変化しないまま表面下に埋没している例がいくつか見出されている。南極氷床の表面は降水量と雪面降水量(積雪層の圧密化に大陸氷の流下による厚さの減少量を加えたもの)が長い時間に

ついて見ればつり合っているはずであるから, glazed surface のように堆積も消耗も生じない状態にあること自体が雪の堆積と氷床表面の沈降のつり合い関係と矛盾する. それで glazed surface の長期間にわたる変化を観測するために図3に示したような観測面を二カ所設定した. これらの観測面の変化は今後引続き観測されるはずである. これら観測面の境界を示す竹ざおはすべて積雪量計として用いたが, 1970年7月から71年1月までの積雪量は表1の通りである. 測定値は冬期 glazed surface に付着した 3~5 cm の積雪が夏期に至ってすべて削はくされ, 一部にそれが残ることを示している.

5. 積雪層の観測について

5.1. 雪穴による4 m 深までの積雪層の観測

みずほ観測拠点付近での過去の降水量および表面積雪層の性質を調べるため, コルゲート建物の中に 165 cm × 200 cm の広さで深さ 4 m の雪穴を掘り下げ, その積雪層断面について層構造, 密度, 雪温の観測を行なった. この付近の積雪層の表面は, 図9で示したような平行に重なった 6~7 層の氷結晶粒が最密に充てんした層よりなるいわゆる glazed surface となっており, その下部は著しく霜ざらめ化が進行した層となっている. 霜ざらめ化は 4 m 深の雪穴の断面全体に及んでおり, その結果, 堆積当時の層構造は著しく変化している. 雪穴の断面にみられる霜ざらめ粒子は一例をみると 3 mm × 5 mm ~ 5 mm × 7 mm ときわめて粗大化している. 図11に 4 m 深までの積雪層の層構造と密度を示した. 層構造は先にのべたように霜ざらめ化によって初期の構造が変化し, いわば残存構造といえるものである. したがって図11の層構造の記載はそれらの相対関係を示すにとどまる. 密度は 5 cm 毎に測定した. 雪温測定の結果は表2に示されている. 雪面から 10 m ないし 15 m の雪温はグリーンランドの dry snow zone での観測によれば, その年平均気温から $\pm 0.3^{\circ}\text{C}$ 以内にあるといわれている (BENSON, 1962). この見方からすればみずほ観測拠点付近の年平均気温は -32.2°C に近い. 層構造および密度変化から年間降水量を推定することは容易ではない. なぜならば南極氷床の積雪層は多くの場合積雪層の霜ざらめ化によって最初の堆積構造が大きく変化しており, またみずほ観測拠点付近の場合のように数年間雪の堆積が全く生じないような状態 (安定雪面状態) があるからである. したがって積面層位からの降水量の推定は広い地域の数多い観測によってはじめて, しかも相対的に決定されるものである. みずほ観測拠点を含めて, みずほ高原の氷床表面の積雪層の性質および降水量の推定については他の報文で詳しく報告する. みずほ観測拠点付近は (予報) 密度変化からの推定では 390 cm/10 年層,

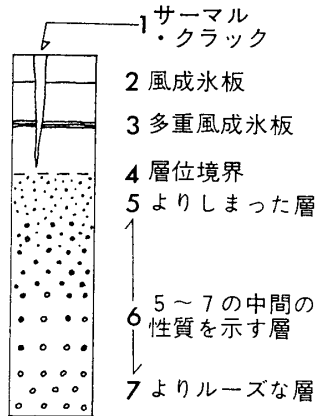
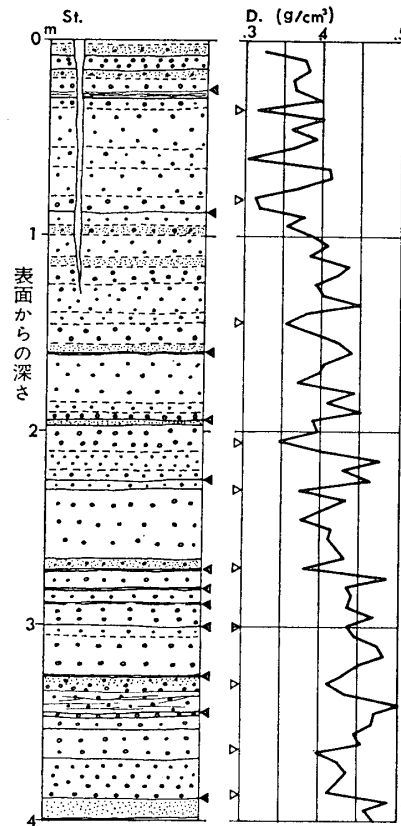


図11 雪面から4 m 深までの積雪層の層構造 (St) と密度変化 (D). ▲は層位変化から推定される年層境界. △は密度変化からの推定年層境界. ただしその季節は必ずしも一致しない.



層構造からの推定では 390 cm/12年層と考えられる. さらに無堆積期を含めば可能性として表面の 6～7 年にさらに 3～4 年加わり, したがって 4 m 深の堆積が形成されるに要した年数は最大 20 年におよぶものと推定される. 0～4 m 深までの積雪層の平均密度を 0.4 g/cm^3 とすれば, 降水量は 140 mm～150 mm/年間の範囲, しかし無堆積期の年数を加えれば年平均はさらにその 1/2 程度と推定される.

5.2. ボーリング・コアによる 20 m 深までの積雪層の観測

4 m 深の雪穴の底からさらに得られた ボーリング・コアを用いて 20 m 深までの積雪層について観測を行なった. 層構造, 密度および粒度の結果は雪穴による 4 m 深までの結果とあわせて図12に示した. 0～4 m 深までにみられる著しい霜ざらめ化は 4 m 深以下では弱まり, したがって密度も 4 m 深を境にやや上昇する. 20 m 深で 0.7 g/cm^3 に達する. 粒度は 4 m 深から 20 m 深で 1-2 (2.5～1.8 mm 粒径) から 4 (1.0 mm 粒径) へ変化する. 粒度が 4 m 深から 20 m 深にかけて小さくなる傾向を示している. これは一般の場合と異なっている. おそらく霜ざらめ化に関する現象であろう. 堆積時の層構造は 20 m 深まで不完全ながら残されている. 1 m の厚さに含まれる風成氷板層 (wind crust) の数と深度との関係

図12 20 m 深までの積雪層の層構造 (St) と密度 (D) および粒度 (G). 層位記号は図11と同じ.
 粒度 1~4 は次のような平均粒径をあらわす.
 粒度 1: 2.5 mm 2: 1.8 mm
 3: 1.4 mm 4: 1.0 mm

表 2 雪温測定結果
 (1970. 7. 25 測定)

表面からの深さ(m)	雪 温 (°C)
1	-34.7
2	-35.3
3	-34.2
4	-33.3
5	-33.2
10	-32.2

を図13に示した. 4 m 深~20 m 深の間では風成氷板層の数と深度との間には図中点線で示したような範囲で一定の関係にあると考えられる. この関係がもし一般的であるとする, 0~4 m 深および 13 m 深~15 m 深の間の氷板数は, 一般傾向に比べると非常に大きい. 風成氷板層は, 一般に長期間の無堆積期間 (数カ月~数年) に形成され, 多くの場所での観察によればそれは主として夏期の表面である. したがって年間を通じて 1~2 層が形成されるのみでそれ以上の形成はありそうもない. この見方からすれば風成氷板層の異常な増加は降水量の異常な減少の反映とも考えられる.

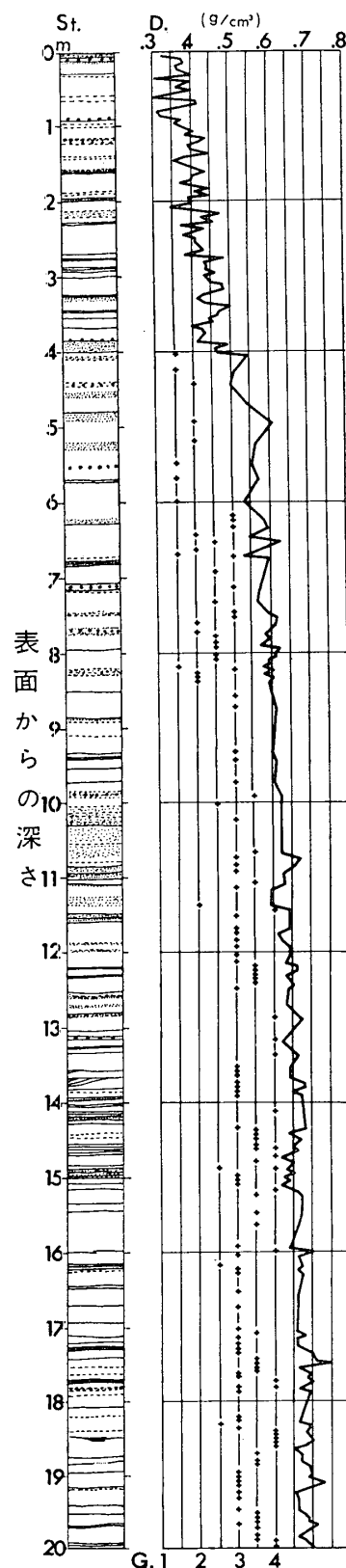
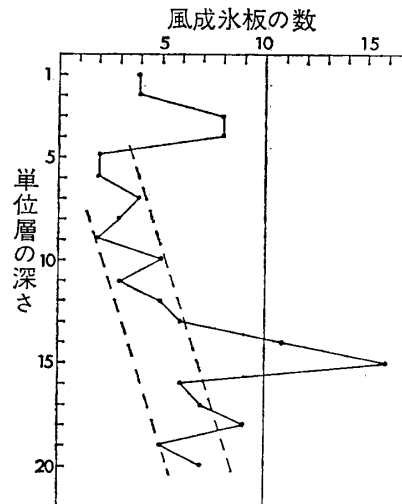


図13 単位長さの層(1 m)の中に含まれる風成氷板の数の深さによる変化.

単位層1は(表面～1 m深)

単位層10は(9 m 深～10 m 深)

をあらわす.



6. あ と が き

ここで報告したみずほ観測拠点付近での観測の多くは引続き継続して行なわれている。したがってみずほ観測拠点付近の雪氷学的状態については将来一層明らかにされるはずである。みずほ観測拠点付近の積雪層および雪面状態、特にその形成機構などはみずほ高原地域のひろい地域における現象と関連する部分が多いので、それらについては他の報文で詳しく報告する予定である。おわりにあたり冬期および夏期の内陸調査旅行の実施にあたり多大の支援をたまわった第11次南極地域観測隊隊長松田達郎博士をはじめ観測隊員の方々、現地調査において支援していただいた第11次隊の内陸調査隊の方々にあつくお礼申し上げます。

文 献

- BENSON, C. S. (1962): Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland ice sheet. SIPRE Report, 70, 1-93.
- FUJIWARA, K. and Y. ENDO (1971): Preliminary report of glaciological studies. Report of the Japanese Traverse Syowa-South Pole 1968-1969. JARE Scient. Rep., Spec. Issue, 2, 68-109.
- GOLD, L. W. (1970): Process of failure in ice. Can. Geotech. J., 7 (4), 405-413.
- 大野勇太・里見穂・上橋宏 (1971): 第11次南極地域観測隊気象部門報告. 南極資料, 42, 16-34.

(1972年7月24日受理)